УДК 553.411.071.242.4+551.25

К ПРОБЛЕМЕ ИДЕНТИФИКАЦИИ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА И ОКОЛОРУДНОГО МЕТАСОМАТИЗМА В МЕЗОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗОЛОТА

И.В. Кучеренко

Томский политехнический университет
E-mail: lev@tpu.ru

Продолжено обсуждение вопроса о необходимости реконструкции геологической истории химических элементов в околорудном пространстве гидротермальных золоторудных полей. Применены методические приемы, ориентированные на дифференциацию минеральных ассоциаций (комплексов) пород по этапам их образования и последующих изменений при метаморфизме и околорудном метасоматизме с целью формирования выборок для расчета статистических параметров распределения и баланса химических элементов. Обращается внимание на то, что достоверность выводов о геологической истории металлов во вмещающем и окружающем рудные поля субстрате зависит от корректной идентификации минеральных продуктов предшествовавших рудообразованию геологических процессов и созданных ими.

Приведены результаты минералого-петрохимического и геохимического исследования альмандин-двуслюдяных парагнейсов архейского ультраметаморфического субстрата, вмещающего Ирокиндинское мезотермальное золоторудное месторождение кварцево-жильного типа (Северное Забайкалье). Показаны зональность околожильных метасоматических ореолов, принадлежность последних к березитовой метасоматической формации, пространственно-временные и причинно-следственные связи аномалий благородных металлов с метасоматическими ореолами этапа рудообразования. Доказывается ошибочность выводов о принадлежности минералов внешних и промежуточных зон крупнообъемных околорудных метасоматических ореолов к производным предшествовавшего регионального метаморфизма и выделении его регрессивного или прогрессивного этапов.

Введение

Продолжающаяся столетняя дискуссия по проблеме происхождения и эволюции металлоносных растворов, ответственных за образование мезотермальных золотых месторождений, и скромные достигнутые до сего времени в этой области знаний результаты обусловлены, как представляется, несколькими причинами.

Во-первых, не найдены прямые критерии связи сосредоточенных в рудах золота, серебра и других сопутствующих металлов с генерирующими их источниками – породами, расплавами.

Во-вторых, существует устойчивое иллюзорное убеждение в том, что одну из ключевых проблем теории гидротермального рудообразования – проблему источников рудогенных элементов можно решить, используя практикуемые методические приемы и результаты поисковой геохимии, которые обеспечивают оценку итоговой металлоносности горных пород в их конечном современном составе, но не способны раскрыть геологическую историю химических элементов в них от этапа образования первичного субстрата и в рамках последующих этапов преобразований. Последнее, в первую очередь, актуально для золоторудных районов сланцевого типа, а также тех, в которых рудовмещающими служат, в том числе, толщи углеродистых терригенных (черных) сланцев разного происхождения, особенно древних. Из этого убеждения следует квалификация металлоносности, а главным образом, золотоносности вмещающих пород на уровне углеродистых, измененных, кварцево-слюдистых, сульфидизированных и прочих сланцев, которая для понимания происхождения геохимических полей, аномалий в околорудном пространстве, реконструкции источников металлов в рудах ничего не даёт. В упорной, в течение десятилетий, реализации следующих из этого убеждения методических установок заключается, в частности, причина того, почему содержания золота в одних вмещающих породах одного месторождения, скажем, Сухоложского, в трудах одного и разных исследователей оцениваются как дорудные на уровне промышленных значений – первых г/т [1, 2 и др.], кларковых значений – первых мг/т [3, 4], затем, через десяток – полтора десятка лет, опять промышленных значений [5 и др.]. Автор очень хотел бы ошибиться в предположении того, что никто не поинтересовался, почему это происходит. Верить меняющимся без объяснений в зависимости от предпочтений конкретных специалистов представлениям невозможно, равно как и воспринимать такого рода материалы как достоверные факты. Все это и подобное воспринимается как бесконечный бег на месте без надежды достигнуть хотя бы промежуточного рубежа на пути к далекому финишу.

Ранее [6, 7] обращалось внимание на то, что геологическая история химических элементов, реконструкция которой составляет цель и содержание геохимии (В.И. Вернадский), неотделима от геологической истории вмещающего их субстрата, неразрывно связана временными и причинно-следственными отношениями с геологическими процессами образования горных пород и их эпигенетических изменений. Геологическая история допалеозойских, а нередко и более молодых сланцевых толщ, в частности, в золоторудных районах, включает этапы образования, регионального, в том числе, зонального метаморфизма разных фаций, околорудного метасоматизма, возможных пострудных преобразований, – контактового метаморфизма и пр. Скажем, протерозойская кедровская свита

терригенных черных сланцев Северного Забайкалья в объеме Кедровского рудного поля несет минеральные ассоциации постседиментационного протерозойского регионального метаморфизма зеленосланцевой фации (мусковит–биотитовый парагенезис), позднепалеозойского зрелого (с плавлением субстрата) ультраметаморфизма очагово-купольного типа (335±5 млн л) [8], позднепалеозойского метасоматизма этапа рудообразования (282±5 млн л) [9]. Рудовмещающие протерозойские терригенные черносланцевые толщи Ленского района испытали региональный зональный околокупольный метаморфизм фации зеленых сланцев в Бодайбинском прогибе со сменой на периферии и в обрамлении его биотитовых сланцев метаморфитами более высоких фаций вплоть до гнейсов, мигматитов и гранитоидов ультраметаморфической выплавки. В позднепалеозойскую эпоху (315 млн л) [10] метаморфические толщи здесь подверглись метасоматизму этапа рудообразования, а в последующем – локальному контактовому метаморфизму в обрамлении поздних гранитоидных тел. Подобные примеры многоэтапных преобразований пород, особенно древних, многочисленны. Решить главную задачу генетической геохимии, то есть получить достоверное знание о том, как ведут себя химические элементы на каждом этапе преобразований пород и на этой основе понять (доказать), в частности, донорский потенциал пород и вероятность использования его при рудообразовании, возможно посредством формирования системы выборок нескольких уровней, представляющих каждый вид (разновидность) исходных пород в минералого-петрохимических зонах регионального метаморфизма и околорудного метасоматизма [7]. Основой формирования выборок для расчета статистических параметров распределения металлов и их баланса служат литологический состав и другие особенности исходных пород и минеральные комплексы, – производные каждого этапа их преобразований. Обязательное условие реализации этой установки – детальное минералого-петрохимическое картирование рудных полей и их периферии с поэтапной дифференциацией продуктов геологических процессов.

В третьих, обычная несогласованность (автономность) в исследовании продуктов и процессов регионального метаморфизма и околорудного метасоматизма. Она усложняет реализацию предыдущей методической установки и обусловливает формулировку результатов и выводов, не всегда адекватных реальной ситуации. Трудности в этой области усугубляются широко проявленной в природе конвергенцией минералообразования. Например, биотит (флогопит), мусковит, эпидот, актинолит-тремолит и другие минералы в разных сочетаниях образуются в условиях магматического процесса (биотитовые, двуслюдяные граниты), ультраметаморфизма с образованием слюдяных гнейсов, кристаллических сланцев, мигматитов, регионального метаморфизма низких фаций с образованием биотитовых (слюдяных), эпидотовых сланцев, контактового метаморфизма (роговики), околорудного метасоматизма (пропилиты, грейзены, березиты с пропилитовым обрамлением и др.). В результате при автономном исследовании регионального метаморфизма неизбежен дефицит знаний о пространственно-временных и причинно-следственных соотношениях минеральных ассоциаций или отдельных минералов, образованных на этапах метаморфизма и наложенного околорудного метасоматизма. Нередки случаи, когда минеральные ассоциации крупнообъемных околорудных метасоматических ореолов классифицируются как производные регионального метаморфизма, выделяются этапы регрессивного метаморфизма, оцениваются *P-T* и другие параметры их образования при метаморфизме [11–14]. Примеры подобных ошибочных представлений приводились ранее [6, 7, 15–17 и др.], и они создают начальную фактическую основу для более детального обсуждения последней обозначенной проблемы, важной для правильной интерпретации геологических событий и, следовательно, для корректной реконструкции геологической истории металлов во вмещающих и окружающих золоторудные поля породах.

В соответствии с заявленной ранее целью [7] ниже приведены результаты минералого-петрохимического и геохимического изучения альмандин-двуслюдяных парагнейсов и апогнейсовых метасоматитов Ирокиндинского рудного поля – составной части рудовмещающего ультраметаморфического субстрата Муйского выступа архейского фундамента в Северном Забайкалье. Поскольку здесь, как и в других породах рудного поля [15–17], получила конкретное воплощение искаженная интерпретация принадлежности минеральных ассоциаций познепалеозойского этапа околорудного метасоматизма [9] к раннему региональному ультраметаморфизму этапа регрессии [11–14], в статье, включая ее название, наряду с обсуждением проблемы происхождения геохимических аномалий в околорудном пространстве, усилен акцент на идентификации минеральных ассоциаций метаморфических и метасоматических пород, которая влияет на корректность выводов.

Необходимая оценка качества аналитических работ выполнена ранее [17]. Базовый метод анализа содержаний золота, серебра, ртути – атомно-абсорбционный с чувствительностью $1{\cdot}10^{-8}$ % (Au, Ag, аналитик В.Г. Цимбалист, лаборатория ядерно-физических методов анализа ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск), $1{\cdot}10^{-7}$ % (Hg, лаборатория ФГУП «Березовгеология», г. Новосибирск). Сходимость результатов, полученных этим, нейтронно-активационным и химико-спектральным методами, оценена как удовлетворительная. Содержание других рудогенных элементов определялось приближенно-количественным спектральным методом в лаборатории ФУГП «Березовгеология» под руководством Н.А. Чарикова.

1. Минералого-петрохимические черты альмандин-двуслюдяных парагнейсов и апогнейсовых околожильных метасоматических ореолов

Ирокиндинское мезотермальное кварцево-жильное поле площадью более 100 кв. км находится на южных приводораздельных склонах Южно-Муйского хребта на территории с резко расчлененным рельефом (950...2300 м) в бассейнах рек Ирокинда, Тулуя, Киндикан, образующих основные элементы системы водосбора на левобережье реки Витим в её среднем течении [18]. Его геологическая позиция, структура, минеральный состав, физико-химические и термодинамические условия образования и зональность руд детально описаны в [19–21]. Вмещающие многочисленные золоторудные жилы разломы северо-северо-западного, субмеридионального, северо-восточного простирания с падением под углами 20...60° в западном направлении оперяют в лежачем (восточном) боку рудоконтролирующую Килянскую зону глубинных разломов и рассекают архейский ультраметаморфический фундамент – Муйский выступ на его юго-западной окраине. Вмещающая киндиканская толща позднего архея сложена интенсивно дислоцированными до плойчатости чередующимися пластовыми телами и пачками полосчатых альмандин-диопсид-двуполевошпатовых, альмандин-двуслюдяных парагнейсов с подчиненным участием кальцифиров, амфиболовых, биотит-амфиболовых парагнейсов, амфиболитов и других менее распространенных пород. Парагнейсы в разной степени мигматизированы с преобладанием послойных и линзовидно-жильных форм. Эпизодическое усиление при ультраметаморфизме мигматизации, сопровождаемое интенсивной микроклинизацией и плавлением парагнейсов, обусловило образование теневых мигматитов и жильных, залеже- и штокообразных тел гранита, лейкогранита, гнейсо-гранита и пегматита.

Альмандин-двуслюдяные парагнейсы сравнительно с другими породами ультраметаморфического комплекса преобладают в восточной части рудного поля. Они имеют темно-фиолетовую до черной, обусловленную обилием биотита, окраску. Обычно их слабовыраженная гнейсовидная полосчатая текстура чрезвычайно сложных, до плойчатости, форм образована чередованием маломощных (1...3 мм) полосок светлоокрашенных минералов и более мощных (до см – первых см) полос, обогащенных ориентированными удлинением косо или согласно полосчатости чешуйками биотита. Структура гранолепидобластовая крупнокристаллическая с размером зерен и чешуек слюд до 1...3 мм. Лейкократовая составляющая включает в разных количественных соотношениях кварц, плагиоклаз-андезин (№ 38–45), замещающий плагиоклаз микроклин (пл. сп. $\perp$ 021, $-2V$=84°, опт. знак –), кальцит, мусковит в форме чистых пластинок, в отличие от позднего мусковита этапа метасоматизма, не загрязненных продуктами замещения (лейкоксеном, рутилом, магнетитом), апатит, циркон. Цветные минералы – альмандин ($1{,}827<n<1{,}834$), темно-бурый, красно-бурый биотит, чешуйки которого в количестве до 60...70 % от объема породы образуют с мусковитом структуру взаимных границ, чем подчеркивается парагенное соотношение слюд этапа ультраметаморфизма, обычный сфен и магнетит.

По химическому составу (табл. 1) данные парагнейсы – породы умеренно кремнистые, малокарбонатные, с варьирующими в широких пределах содержаниями щелочей, магния, железа и других компонентов.

Свойственные породам обширные наборы эндогенных эпигенетических минералов, обнаруживающих реакционные соотношения с ультраметаморфическими, упорядочены относительно золоторудных кварцевых жил и образуют в обрамлении

Таблица 1. *Химические составы альмандин-двуслюдяных парагнейсов киндиканской свиты Муйского выступа архейского фундамента вне и в подзоне слабого изменения внешней зоны околожильных метасоматических ореолов Ирокиндинского рудного поля*

Расстояние от золоторудных жил, м	Содержание, мас. %													
	SiO_2	Al_2O_3	K_2O	Na_2O	S сульфид.	CO_2	CaO	MgO	FeO	Fe_2O_3	TiO_2	MnO	P_2O_5	H_2O+	Σ
115,0	58,34	18,29	2,80	3,54	0,10	0,13	3,81	3,38	7,08	0,12	0,77	0,09	0,14	1,54	100,13
110,0	60,31	17,37	1,81	3,04	0,08	0,17	3,60	2,72	6,01	2,58	0,90	0,05	0,06	1,49	100,19
98,0	62,60	17,21	1,45	2,92	0,00	0,18	3,36	2,90	6,61	0,95	0,86	0,10	0,12	1,12	100,38
70,0	59,35	17,03	2,38	3,34	0,03	0,11	3,25	2,80	6,60	1,61	0,88	0,04	0,10	2,22	99,74
48,8	63,83	15,30	1,27	2,20	0,09	0,47	4,14	2,64	5,28	3,16	1,00	0,05	0,06	0,69	100,18
48,0	67,81	14,16	1,45	2,10	0,03	0,38	4,14	1,84	4,47	0,79	0,90	0,03	0,15	1,22	99,47
24,0	62,02	15,22	1,63	2,50	0,08	0,28	3,70	2,64	5,28	3,40	0,65	0,07	0,06	1,52	99,05
23,2	63,74	16,21	2,18	3,80	0,01	0,47	2,58	2,16	7,63	0,00	0,75	0,03	0,03	1,87	101,46
16,6	67,87	15,06	1,36	2,40	0,01	0,44	4,87	1,88	4,47	1,10	0,60	0,02	0,19	0,59	100,86
15,0	59,41	17,21	1,18	2,10	0,00	0,83	2,61	3,04	7,92	2,46	1,00	0,07	0,06	1,13	99,02
8,5	60,22	17,21	9,80	2,44	0,00	0,13	3,58	1,61	1,89	1,41	0,64	0,02	1,09	0,31	100,35
5,1	65,26	13,99	3,62	3,72	0,00	1,54	5,70	1,21	1,29	3,36	0,43	0,04	0,12	0,49	100,77
3,2	65,06	15,06	6,00	3,04	0,00	0,75	4,26	1,29	2,02	1,27	0,45	0,05	0,14	0,61	100,00
1,2	67,19	12,83	2,92	3,50	0,03	0,17	4,67	1,28	6,28	0,56	0,60	0,12	0,13	0,35	100,63

Примечание. Полные химические силикатные анализы альмандин-двуслюдяных парагнейсов и апогнейсовых метасоматитов (табл. 2) выполнены в ЦЛ ПГО «Запсибгеология», г. Новокузнецк, под руководством И.А. Дубровской

последних и в междужильном пространстве крупнообъемные зональные метасоматические ореолы.

Порядок минеральной зональности ореолов имеет следующий вид (подчеркнуты минералы, исчезающие в более тыловой зоне).

Внешняя: серицит (мусковит) + кварц + лейкоксен + рутил + магнетит ± пирит + кальцит + альбит + хлорит + цоизит ± эпидот; исходный: биотит;

Хлорит-эпидотовая: серицит (мусковит) + кварц + лейкоксен + рутил + магнетит ± пирит + кальцит ± доломит + альбит + хлорит + цоизит + эпидот;

Альбитовая: серицит (мусковит) + кварц + лейкоксен + рутил + кальцит ± доломит – анкерит + магнетит + пирит + альбит;

Тыловая: серицит (мусковит) + кварц + лейкоксен + рутил + кальцит + доломит – анкерит + магнетит + пирит.

Осевая: кварц, карбонаты, сульфиды, золото.

Внешние зоны отдельных ореолов, распространяясь на расстояния до нескольких сотен метров от стволовых рудовмещающих разломов, то есть на расстояния, сопоставимые с половиной междужильных интервалов, нередко сливаются друг с другом, образуя в сочетании с ореолами в других породах внешнюю зону метасоматического ореола рудного поля в целом и его периферии. Внутренняя граница внешней зоны фиксируется по признаку полного замещения биотита на расстоянии десятков см – многих десятков м от жил; она дифференцируется по нарастанию в направлении к последним интенсивности преобразований парагнейсов на подзоны слабого, умеренного, интенсивного изменения с объемом минеральных новообразований соответственно до 10, 20, 30 %. Мощность более тыловых хлорит-эпидотовой зоны достигает десятков м, альбитовой – первых м. Тыловая зона, непосредственно обрамляя кварцевые жилы (осевую зону), формируется в пределах сантиметров – первых десятков см, а в участках разломов, лишенных кварцевого выполнения, как правило, отсутствует. Вместе с тем, внешняя зона и на значительном удалении от стволовых рудовмещающих структур содержит другие перечисленные минеральные зоны, в том же порядке сопровождающие оперяющие трещины. Напротив, массивные парагнейсы в останцах сохраняются без изменений и в непосредственной близости от рудных жил (табл. 1).

Типоморфный минерал внешней зоны тремолит, исчезновение которого знаменует переход к более тыловой зоне, представляет наиболее ранние ассоциации наряду с цоизитом, кварцем, хлоритом, серицитом, кальцитом, лейкоксеном, рутилом, магнетитом, альбитом, обычно замещает обыкновенную роговую обманку, отчасти диопсид в форме сноповидных, щепковидных агрегатов игольчатых кристаллов [16] и в лишенных этих минералов альмандин-двуслюдяных парагнейсах не обнаружен. Плагиоклазы содержат вкрапленность серицита, кальцита и цоизит в виде «оспенных» выделений, иногда их зерна обрастают каемками свежего альбита. «Оспенные» выделения кварца и цоизита присутствуют в пелитизированном микроклине. Цоизит также образует крупные (до 1 мм) кристаллы, содержащие иногда червеобразные вростки кварца. Хлорит как продукт замещения биотита содержит новообразованные рутил, лейкоксен, магнетит, сохраняющиеся и в замещающем хлорит мусковите. К числу более поздних образований относятся эпидот, доломит, пирит. Эпидот замещает цоизит, развиваясь по периферии кристаллов последнего и вдоль микротрещин в них. Доломит редок и образует прожилки в кальците и вкрапленность мельчайших (до сотых долей мм) кристаллов с ромбовидными срезами. Мелкие, до десятых долей мм, метакристаллы пирита, иногда зерна пирротина тяготеют к участкам скоплений эпидота. Устойчивы гранат и сфен. В подзоне слабого изменения новообразованные минералы присутствуют преимущественно в плагиоклазах, биотит едва затронут изменениями (хлорит), обычен цоизит, но отсутствуют эпидот, доломит, пирит. В подзоне умеренного изменения биотит в пределе замещен примерно наполовину, появляются эпидот, пирит, доломит. В подзоне интенсивного изменения биотит сохраняется в форме теневых и скелетных реликтов, исчезающих окончательно на границе с хлорит-эпидотовой зоной, но возрастает содержание всех новообразованных минералов, в том числе доломита, эпидота, пирита.

В хлорит-эпидотовой зоне хлорит и минералы эпидотовой группы оцениваются как типоморфные. Как и в предыдущей зоне, распределение минералов неравномерное: в направлении к внутренней границе зоны усиливается мусковитизация хлорита и эпидотизация цоизита вплоть до полного замещения того и другого минерала. Среди карбонатов наряду с кальцитом обычен доломит, а размер метакристаллов его, имеющих нередко пойкилитовое строение, укрупняется до первых десятых долей мм. Сфен частично замещен лейкоксеном, гранат – другими минералами в разных сочетаниях. В качестве реликтовых сохраняются также кварц, кальцит, плагиоклаз, микроклин на уровне не более 30...40 %.

Альбитовая зона лишена хлорита и минералов эпидотовой группы и сложена метасоматитом зеленовато-светло-серого цвета, в котором иногда просматриваются тени былой полосчатости. Увеличено содержание поздних магнезиально-железистых карбонатов, укрупнены до многих десятых долей мм их зерна и ромбоэдры, имеющие нередко псевдокоррозионные (недоразвитые) формы. Лейкоксен помимо псевдоморфных по сфену выделений и совместных с рутилом агрегатов в чешуях метасоматического мусковита образует крупные хлопьевидные скопления, количество которых заметно возрастает сравнительно с предыдущей зоной. Обычен альбит как один из продуктов почти полного замещения исходных полевых шпатов.

Таблица 2. *Коэффициенты распределения (привноса >1, выноса <1) петрогенных элементов в минеральных зонах околожильных метасоматических ореолов, образованных в альмандин-двуслюдяных парагнейсах Ирокиндинского рудного поля*

Минеральные зоны, подзоны, в скобках число проб		Химические элементы															
		Si	Al	K	Na	S сульфид.	$C_{кб}$	Ca	Mg	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Ti	Mn	P	H (H_2O^+)	O	Δ
Внешняя	Умеренного изменения (9)	0,9	1,1	1,1	0,9	1,1	1,2	1,3	1,5	1,1	1,1	1,1	1,5	1,4	1,6	1.0	5,6
	Интенсивного изменения (11)	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	1,4	0,7	1,2	1,0	1,4	1,2	1,1	0,8	2,5	1,0	4,0
Хлорит- эпидотовая (7)		1,0	1,0	1,0	0,7	2,2	4,0	0,9	1,2	1,0	1,5	1,2	1,1	0,9	2,3	1,0	5,3
Альбитовая (6)		0,8	1,0	1,4	0,5	4,1	19	1,2	1,4	1,1	0,9	1,3	1,1	1,0	2,3	1,0	12,6
Тыловая (7)		0,9	1,0	1,7	0,1	37	16	1,0	1,1	0,7	1,6	1,0	1,6	0,9	1,9	1,0	13,8

Примечание: 1) Коэффициенты распределения элементов в метасоматитах относительно неизмененных и слабо измененных парагнейсов вне и на дальней периферии околожильных метасоматических ореолов (14 проб) получены с использованием результатов петрохимических пересчетов по объемно-атомному методу полных химических силикатных анализов проб. 2) Δ *– удельная масса перемещенного (привнесенного и вынесенного) вещества в процентах к массе вещества исходной породы в стандартном геометрическом объеме 10000* Å^3

В тыловой зоне, сложенной массивной породой серого, светло-серого цвета, отсутствует альбит и исходные полевые шпаты, преобладают кварц, серицит, мусковит, карбонаты в разных количественных соотношениях и с примесью метакристаллов пирита и магнетита, скоплений лейкоксена, иголок рутила, призм апатита. Метакристаллы карбонатов достигают 1...2 мм и структура пород от обычной для метасоматитов гранолепидобластовой или лепидогранобластовой дополнительно трансформируется в порфиробластовую. Из исходных минералов в зоне сохраняются кальцит, кварц и метаморфический мусковит, легко диагностируемые при сравнении их выделений в исходной породе и метасоматите.

Границы между минеральными зонами бывают резкими и постепенными. Переход между хлорит-эпидотовой и альбитовой зонами фиксируется по постепенному, в интервале нескольких мм, осветлению пород или в виде четкой нитевидной линии. В крупноплощадных шлифах можно видеть, что степень замещения минерала более фронтальной зоны, исчезающего в более тыловой, вблизи границы увеличивается, а за границей массового разложения этого минерала уже в глубине более тыловой зоны на расстоянии до 1 см от границы обнаруживаются редкие частично сохранившиеся его остатки, на большем расстоянии исчезающие окончательно. К числу таких минералов относятся биотит, хлорит, эпидот, альбит.

Возрастание интенсивности метасоматических преобразований парагнейсов в направлении к тыловой зоне фиксируется по данным петрохимических пересчетов (табл. 2) и выражается в увеличении интегрального показателя – удельной массы перемещенного вещества и в изменении массы отдельных петрогенных компонентов. Во внешней и хлорит-эпидотовой зонах величина и изменения этого показателя обусловлены лишь отчасти поступлением в них ($C_{кб}$, H) или удалением из них (Na) элементов, но также известными колебаниями содержания последних (Si, Fe и др., табл. 1), отражающими неравномерность их распределения в исходных породах и перераспределение при метасоматизме. Об этом можно судить по малой величине коэффициента распределения и отсутствию или слабому проявлению на периферии ореолов закономерных тенденций в миграции вещества, получивших более яркое выражение в альбитовой и тыловой зонах.

Группа элементов устойчивого привноса в ореолы включает калий, восстановленную серу, окисленные углерод и водород, марганец. Устойчиво удаляется натрий, остальные элементы сохраняются в исходных количествах или перераспределяются.

Приведенные петрохимические черты околожильного метасоматизма выражаются в накоплении в ореоле калиевой водусодержащей слюды (серицита, мусковита), пирита и других сульфидов, карбонатов.

2. Распределение рудогенных элементов в альмандин-двуслюдяных парагнейсах и апогнейсовых околожильных метасоматических ореолах

Распределение благородных и некоторых обычных в золотых рудах металлов в породах не подчиняется нормальному закону, но не противоречит логнормальному, поэтому за основу взяты отвечающие последнему параметры, но в сравнении с параметрами нормального закона (табл. 3).

В едва затронутых изменениями парагнейсах (подзона слабого изменения внешней зоны) содержания Au и Ag минимальны для всего междужильного пространства и составляют соответственно 0,5 и 36,2 мг/т. Низкие значения стандартного множителя и стандартного отклонения подчеркивают незначительный разброс здесь содержаний этих металлов в отдельных пробах, что можно видеть также на рисунке. По мере усиления интенсивности преобразований пород содержание и неравномерность распределения золота постепенно, от зоны к зоне, возрастают и достигают максимума в непосредственном обрамлении кварцевых жил и минерализованных зон. Содержание серебра во внешней и хлорит-эпидотовой зонах сохраняется примерно на одном уровне, в тыловых зонах резко увеличивается при том, что неравномерность его распределения заметно возраста-

Таблица 3. *Оценка параметров распределения рудогенных элементов и корреляционных связей золота с рудогенными элементами в минеральных зонах околожильных метасоматических ореолов, образованных в альмандин-двуслюдяных парагнейсах*

Элементы	Параметры распределения	Минеральные зоны, в скобках число проб					
		Внешняя			Хлорит-эпидотовая (96)	Альбитовая (24)	Тыловая (34)
		Слабого изменения (30)	Умеренного изменения (17)	Интенсивного изменения (15)			
Au	$\bar{x}g(\bar{x})$	0,5(0,6)	1,2(1,4)	1,9(2,5)	1,7(2,4)	2,3(4,1)	11,5(1439,5)
	$t(s)$	1,3(0,2)	1,7(0,7)	2,4(1,7)	2,3(2,4)	2,3(8,5)	21,0(1220,0)
Ag	$\bar{x}g(\bar{x})$	36,2(43,1)	33,3(42,4)	42,5(52,4)	38,9(56,0)	76,5(91,1)	160,2(777,8)
	$t(s)$	2,2(19,3)	2,3(25,9)	2,0(32,5)	2,5(50,3)	1,9(50,2)	4,0(н.д.)
	$r(sr)$	0,12(0,33)	**0,61(0,19)**	-0,32(0,26)	**0,42(0,20)**	0,09(0,23)	**0,72(0,12)**
	Au/Ag	0,014(0,014)	0,036(0,03)	0,044(0,05)	0,044(0,04)	0,030(0,05)	0,07(1,850)
Hg	$\bar{x}g(\bar{x})$	19,4(21,4)	21,2(23,4)	17,0(19,7)	18,3(20,8)	15,0(19,9)	18,3(26,4)
	$t(s)$	1,6(9,5)	1,6(10,0)	1,7(11,8)	1,6(12,5)	2,2(16,3)	2,1(33,2)
	$r(sr)$	-0,46(0,26)	-0,23(0,29)	0,19(0,28)	0,33(0,22)	-0,33(0,20)	0,14(0,25)
V	$\bar{x}g(\bar{x})$	80(90)	100(100)	80(90)	70(80)	50(50)	70(80)
	$t(s)$	1,9(40)	1,4(30)	1,6(30)	1,6(40)	1,4(20)	1,7(40)
	$r(sr)$	**0,62(0,21)**	**-0,49(0,23)**	0,23(0,27)	**-0,43(0,20)**	-0,10(0,23)	**0,46(0,20)**
Ni	$\bar{x}g(\bar{x})$	40(50)	50(50)	30(40)	30(40)	20(30)	30(40)
	$t(s)$	1,9(40)	1,7(30)	2,0(30)	1,8(30)	1,7(10)	1,8(20)
	$r(sr)$	**0,73(0,15)**	0,38(0,26)	-0,05(0,29)	-0,20(0,23)	0,01(0,23)	0,39(0,22)
Co	$\bar{x}g(\bar{x})$	20(20)	20(30)	10(20)	20(20)	10(20)	10(20)
	$t(s)$	2,6(20)	2,1(20)	2,8(20)	2,4(20)	2,2(7)	2,3(10)
	$r(sr)$	-0,02(0,33)	0,40(0,25)	-0,20(0,28)	0,01(0,24)	0,24(0,22)	0,33(0,23)
Cu	$\bar{x}g(\bar{x})$	60(70)	50(60)	50(60)	40(50)	40(50)	40(40)
	$t(s)$	1,9(50)	1,9(40)	1,8(40)	1,8(30)	1,7(30)	1,7(30)
	$r(sr)$	0,16(0,32)	-0,14(0,30)	-0,38(0,25)	0,02(0,24)	0,20(0,22)	0,03(0,26)
Pb	$\bar{x}g(\bar{x})$	30(30)	30(30)	20(40)	20(30)	20(30)	20(20)
	$t(s)$	1,5(10)	1,7(20)	2,3(50)	2,0(20)	1,7(10)	1,9(20)
	$r(sr)$	**0,77(0,14)**	-0,17(0,29)	0,35(0,25)	0,04(0,24)	0,18(0,22)	**0,61(0,16)**
Zn	$\bar{x}g(\bar{x})$	90(100)	100(100)	80(100)	80(100)	80(90)	70(80)
	$t(s)$	2,5(100)	1,9(80)	2,7(100)	2,3(200)	1,9(50)	1,9(60)
	$r(sr)$	0,08(0,33)	0,28(0,28)	-0,10(0,29)	-0,07(0,24)	-0,02(0,23)	0,17(0,25)
As	$\bar{x}g(\bar{x})$	20(20)	20(20)	20(20)	20(20)	30(30)	30(40)
	$t(s)$	н.д.	н.д.	н.д.	1,2(9)	1,6(20)	1,9(50)
	$r(sr)$	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	0,11(0,23)	**0,81(0,09)**

Примечание. 1) $\bar{x}g(\bar{x})$ – среднее соответственно геометрическое и арифметическое содержание, мг/т (Au, Ag, Hg), г/т (остальные элементы); t – стандартный множитель, s – стандартное отклонение, мг/т (Au, Ag, Hg), г/т (остальные элементы); r – коэффициент парной линейной корреляции элементов с золотом, выше уровня значимости обозначен полужирным шрифтом, sr –стандартное отклонение коэффициента корреляции; н/д – нет данных. 2) Расчеты выполнены Н.П. Ореховым

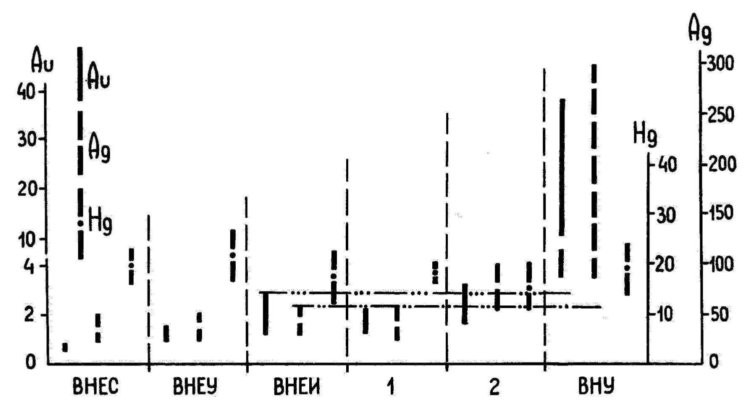


Рисунок. *Доверительные интервалы колебаний среднего геометрического содержания золота, серебра, ртути (мг/т) в минеральных зонах околорудных метасоматических ореолов, образованных в альмандин-двуслюдяных парагнейсах (при 5 % уровне значимости). ВНЕС, ВНЕУ, ВНЕИ – подзоны слабого, умеренного, интенсивного изменения внешней зоны; 1, 2, ВНУ – хлорит-эпидотовая, альбитовая, тыловая зоны*

ет только в тыловой зоне. Значимость различий средних содержаний и дисперсии распределения золота наступает, начиная с подзоны умеренного изменения внешней зоны, серебра – с альбитовой и в тыловой зоне (табл. 4). Наиболее сильная корреляционная связь золота с серебром свойственна тыловой зоне, равно как и увеличение здесь золото-серебряного отношения.

Концентрации ртути и обычно сопровождающих золото в рудах цветных металлов в метасоматических ореолах, включая их дальнюю периферию, находятся примерно на одном уровне, но неравномерность распределения ртути несколько возрастает в тыловых зонах и достигает величин, значимо отличных от периферийных (табл. 3, 4, рис.).

Таблица 4. *Оценка значимости различий параметров логнормального распределения: а) золота, б) серебра, в) ртути (среднего арифметического и стандартного отклонения логарифмов содержаний) в минеральных зонах околожильных метасоматических ореолов, образованных в альмандин-двуслюдяных парагнейсах (для 5 % уровня значимости)*

t-критерий

а)

Минеральные зоны, подзоны, в скобках число проб	Внешняя: Слабого изменения (20)	Внешняя: Умеренного изменения (18)	Внешняя: Интенсивного изменения (15)	Хлорит-эпидотовая (32)	Альбитовая (20)	Тыловая (27)
f-критерий, Внешняя: Слабого изменения (20)		**6,2257** / 2,02	**5,9599** / 2,04	**5,7932** / 2,01	**7,4054** / 2,02	**4,4531** / 2,02
f-критерий, Внешняя: Умеренного изменения (18)	**4,0424** / 2,55		1,6677 / 2,04	1,4280 / 2,01	**2,7243** / 2,02	**3,0736** / 2,02
f-критерий, Внешняя: Интенсивного изменения (15)	**11,4280** / 2,65	**2,8271** / 2,74		0,3566 / 2,02	0,7233 / 2,04	**2,2621** / 2,02
f-критерий, Хлорит-эпидотовая (32)	**10,6943** / 2,39	**2,6456** / 2,49	1,0686 / 2,31		1,2746 / 2,01	**3,4242** / 2,00
f-критерий, Альбитовая (20)	**10,2363** / 2,52	**2,5323** / 2,52	1,1164 / 2,62	1,0447 / 2,38		**2,3096** / 2,02
f-критерий, Тыловая (27)	**139,713** / 2,43	**34,5623** / 2,53	**12,2255** / 2,76	**13,0642** / 2,10	**13,6488** / 2,43	

б)

Минеральные зоны, подзоны, в скобках число проб	Внешняя: Слабого изменения (21)	Внешняя: Умеренного изменения (17)	Внешняя: Интенсивного изменения (15)	Хлорит-эпидотовая (18)	Альбитовая (19)	Тыловая (20)
f-критерий, Внешняя: Слабого изменения (21)		0,3099 / 2,03	0,6243 / 2,03	0,2595 / 2,02	**3,2189** / 2,02	**4,2460** / 2,02
f-критерий, Внешняя: Умеренного изменения (17)	1,0776 / 2,55		0,8872 / 2,04	0,5156 / 2,04	**3,3536** / 2,04	**4,0955** / 2,04
f-критерий, Внешняя: Интенсивного изменения (15)	1,3037 / 2,84	1,4049 / 2,92		0,3032 / 2,04	**2,5233** / 2,04	**3,3993** / 2,04
f-критерий, Хлорит-эпидотовая (18)	1,3585 / 2,53	1,2607 / 2,74	1,7712 / 2,90		**2,5659** / 2,03	**3,6595** / 2,03
f-критерий, Альбитовая (19)	1,5082 / 2,55	1,6252 / 2,63	1,1568 / 2,68	2,0489 / 2,60		**2,1179** / 2,02
f-критерий, Тыловая (20)	**2,9643** / 2,48	**2,7508** / 2,70	**3,8646** / 2,86	2,1820 / 2,63	**4,4706** / 2,57	

в)

Минеральные зоны, подзоны, в скобках число проб	Внешняя: Слабого изменения (30)	Внешняя: Умеренного изменения (16)	Внешняя: Интенсивного изменения (14)	Хлорит-эпидотовая (83)	Альбитовая (24)	Тыловая (28)
f-критерий, Внешняя: Слабого изменения (30)		0,6402 / 2,02	0,8167 / 2,04	0,5469 / 1,98	1,5213 / 2,01	0,3595 / 2,00
f-критерий, Внешняя: Умеренного изменения (16)	1,0527 / 2,32		1,1908 / 2,05	1,1326 / 1,99	1,6164 / 2,02	0,7271 / 2,02
f-критерий, Внешняя: Интенсивного изменения (14)	1,4009 / 2,40	1,3307 / 2,94		0,5271 / 1,99	0,5466 / 2,02	0,3185 / 2,02
f-критерий, Хлорит-эпидотовая (83)	1,0695 / 1,93	1,0160 / 2,50	1,3098 / 2,12		1,5750 / 1,99	0,0231 / 1,98
f-критерий, Альбитовая (24)	**2,8120** / 2,17	2,6712 / 2,71	2,0073 / 2,91	**2,6292** / 1,88		0,9502 / 2,01
f-критерий, Тыловая (28)	**2,5895** / 2,11	2,4598 / 2,67	1,8484 / 2,86	**2,4212** / 1,81	1,0859 / 2,21	

Примечание. Значения над чертой – расчетные, под чертой – табличные на критическом уровне, полужирным шрифтом – различия значимы

3. Обсуждение результатов и выводы

Приведенные факты обеспечивают реконструкцию геологической и геохимической истории горных пород Муйского выступа фундамента, зафиксированной в их минералого-химическом и рудно-элементном составе, начиная с этапа ультраметаморфизма позднеархейской эпохи [13], и в рамках этапа околорудного метасоматизма позднепалеозойской эпохи мезотермального рудообразования [9]. Стратифицированное залегание чередующихся пластов, пачек, горизонтов ультраметаморфических пород, их повсеместно согласная с залеганием полосчатая текстура оцениваются как признаки осадочного происхождения дометаморфического разреза земной коры [19]. Однако о первоначальном составе пород нет достоверных сведений, что исключает возможность их рассмотрения в обсуждаемых аспектах. Вместе с тем, альмандин-двуслюдяные парагнейсы киндиканской свиты, как и другие породы ультраметаморфического комплекса [15–17], служили исходным субстратом при метасоматизме.

Судя по минералого-петрохимическим чертам, порядку минеральной зональности, составу тыловой зоны, крупнообъемные зональные околожильные метасоматические ореолы образованы в условиях калиево-сернисто-углекислотного средне-низкотемпературного метасоматизма и принадлежат березитовой метасоматической формации. Отсюда следует, что квалификацию В.Д. Мельниковым [22] околорудных метасоматитов Ирокиндинского рудного поля как «диафторитов», а рудного поля в целом – как типового для выделяемой им диафторитовой золоторудной формации, отличной от березитовой, следует считать ошибочной.

Внешняя и хлорит-эпидотовая зоны ореолов представляют пропилитоподобный тип измене-

ний. Сочетание крупнообъемных и локальных околожильных изменений в рамках единых метасоматических колонок подчеркивалось ранее [23] и было показано выделением региональных метасоматических формаций, в частности, пропилит-березитовой [24]. В составе этих зон участвуют минералы – тремолит (актинолит), эпидот, принадлежность которых к регрессивному этапу ультраметаморфизма или к этапу околорудного метасоматизма требуется, как отмечалось, аргументировать.

В метасоматитах пропилитовой формации актинолит-тремолит представляют высокотемпературную глубинную фацию, которая образуется при T>270 °С и рН от 4,6 до 7,0 [25–27], хлоритовая, хлорит-эпидотовая, эпидотовая ассоциации – умеренно-глубинную (210...270 °С, рН=5,7...7,1) [27]. Эти параметры близки к температурному и кислотному режимам образования березитов и продуктивных ассоциаций руд [21, 28], что, помимо прочего, объясняет сочетание в одной колонке метасоматитов той и другой формации.

Факты, которые раскрывают происхождение тремолита в амфиболсодержащих ультраметаморфитах и цоизита-эпидота в парагнейсах, гранитоидах, кальцифирах ультраметаморфического комплекса, заключаются в том, что распределение этих минералов во всех случаях подчиняется околорудной метасоматической зональности [15–17].

В не затронутом метасоматизмом ультраметаморфическом субстрате единственный минерал, имеющий реакционные соотношения с другими минералами – замещающий плагиоклаз калиевый полевой шпат, количество которого прямо зависит от степени мигматизации парагнейсов и который, судя по этому признаку, образовался как следствие мигматизации на этапе ультраметаморфизма. Тремолит, цоизит, эпидот здесь отсутствуют. В подзоне слабого изменения внешней зоны околорудных метасоматических ореолов появляются первые признаки эпигенетических изменений – слабая серицитизация и альбитизация плагиоклазов, хлоритизация биотита, тремолитизация (уралитизация) обыкновенной роговой обманки и пироксена; в кристаллах плагиоклазов встречаются единичные «оспенные» выделения цоизита. В направлении к внутренней границе внешней зоны эти изменения усиливаются, перечисленные эпигенетические минералы становятся обычными, на границе исчезает тремолит вместе с остатками замещаемых минералов. В более тыловой хлорит-эпидотовой зоне увеличивается количество замещающего цоизит эпидота, а интенсивность замещения лавинообразно нарастает в направлении к внутренней границе зоны при сохранении здесь лишь реликтов цоизита и на фоне общего увеличения объема эпигенетических минералов. В более тыловой альбитовой зоне цоизит, эпидот отсутствуют.

Описанная ситуация с незначительными вариациями повторяется в других рудных полях и в других средах – в вулканитах протерозойской килянской свиты [29], в протерозойских рудовмещающих толщах углеродистых терригенных сланцев [6, 7, 17], в палеозойских, сопровождаемых золоторудными жилами, мощных дайках долеритов [30], в рудовмещающих палеозойских гранитах.

Порядок минеральной зональности крупнообъемных околорудных метасоматических ореолов и участие обсуждаемых минералов в составе минеральных комплексов позднепалеозойского этапа рудообразования – это закономерность, которая противоречит представлениям [11, 13] о принадлежности в позднеархейском ультраметаморфическом комплексе ассоциаций тремолит-актинолит, цоизит-эпидот к регрессивному этапу регионального метаморфизма зеленосланцевой фации, следовательно, о проявлении последнего. Это следует учитывать при реконструкции исходного для ультраметаморфизма субстрата, принимая во внимание изменение химического состава ультраметаморфических пород в метасоматическом процессе, в том числе в объеме внешней и особенно хлорит-эпидотовой зон. По той же причине ошибочно квалифицировать [12, 14] хлорит-мусковитовые, зеленые эпидот-актинолит-хлоритовые сланцы, образованные в вулканитах килянской свиты, как производные прогрессивного метаморфизма зеленосланцевой фации, поскольку эти измененные вулканиты участвуют в составе периферийных зон крупнообъемных метасоматических ореолов [29].

Принятию представления о перемещении металлов из альмандин-двуслюдяных парагнейсов межореольного пространства и с дальней периферии метасоматических ореолов в более тыловые их зоны и в рудные жилы препятствует факт отсутствия в породах признаков воздействия гидротермальных растворов и полная или почти полная сохранность исходных минералов. Это служит основанием для квалификации здесь приведенных содержаний золота, серебра и ряда цветных металлов как свойственных ультраметаморфическим породам, то есть отвечающих их региональным кларкам. Эти содержания близки к таковым, свойственным другим породам рудного поля [15–17]. Вместе с тем, распределение благородных металлов в околожильном пространстве подчиняется структуре околожильных метасоматических ореолов, – с усилением интенсивности метасоматических преобразований пород возрастают содержания золота и серебра, в тыловой зоне увеличивается золото-серебряное отношение, резко возрастает дисперсия распределения золота и сила положительной корреляционной связи его с серебром. Сравнительно низкие средние геометрические содержания обоих металлов, отсутствие аномалий других рудогенных элементов в метасоматических ореолах в целом и в их тыловых зонах объясняется тем, что альмандин-двуслюдяные парагнейсы в согласии с литологическим контролем оруденения в рудном поле [20] обычно вмещают слабозолотоносные минерализованные зоны и кварцевые жилы. Подтверждается общая закономерность о прямой зависимости сте-

пени металлоносности околорудных метасоматических ореолов от металлоносности рудовмещающих структур. Приведенные факты служат указанием на внешние источники благородных металлов и образование их околожильных аномалий посредством перемещения от стволовых растворо-подводящих [19, 20] и рудовмещающих разломов при рудообразовании.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гапон А.Е., Гапеева М.М. Закономерности локализации золоторудных узлов в южной части Патомского нагорья // Доклады АН СССР. – 1969. –Т. 185. – № 2. – С. 408–411.
2. Буряк В.А. Критерии поисков золотого оруденения метаморфогенно-гидротермального типа // Советская геология. – 1975. – № 10. – С. 35–48.
3. Буряк В.А. Состояние и основные нерешенные вопросы теории метаморфогенного рудообразования // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. – Киев: Наукова думка, 1984. – С. 43–50.
4. Горжевский Д.И., Зверева Е.А., Ганжа Г.Б. Углеродсодержащие терригенные формации с золото-сульфидным оруденением // Советская геология. – 1988. – № 9. – С. 113–121.
5. Буряк В.А., Гончаров В.И., Горячев Н.А. и др. О соотношении кварцево-жильной золотой и вкрапленной золото-сульфидной минерализаций с платиноидами в черносланцевых толщах // Доклады РАН. – 2005. – Т. 400. – № 1. – С. 56–59.
6. Кучеренко И.В. Петрогеохимические особенности рудообразования в сланцевых толщах // Разведка и охрана недр. – 1986. – № 12. – С. 24–28.
7. Кучеренко И.В. К методике формирования выборок для расчета статистических параметров распределения и баланса химических элементов в околорудном пространстве гидротермальных месторождений золота // Известия Томского политехнического университета. – 2005. – Т. 308. – № 2. – С. 23–30.
8. Кучеренко И.В. Петро-рудногенетическая модель формирования мезотермальных золотых месторождений // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы: Матер. II Всеросс. петрографического совещ. – Т. 3. – Сыктывкар: Институт геологии Коми научного центра УРО РАН, 2000. – С. 199–203.
9. Кучеренко И.В. Позднепалеозойская эпоха золотого оруденения в докембрийском обрамлении Сибирской платформы // Известия АН СССР. Серия геологич. – 1989. – № 6. – С. 90–102.
10. Лаверов Н.П., Прокофьев В.Ю., Дистлер В.В. и др. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог // Доклады РАН. – 2000. – Т. 371. – № 1. – С. 88–92.
11. Доронина Н.А. Геология и метаморфизм Средневитимья // Эволюция эндогенных процессов и оруденения в Забайкалье. – Улан-Удэ: Геологический ин-т Бурятского филиала СО АН СССР, 1981. – С. 40–51.
12. Божко Н.А., Талицкий В.Г., Кирмасов А.Б. и др. Структурно-метаморфические критерии расчленения позднедокембрийских толщ (на примере Киляно-Ирокиндинской зоны Байкало-Муйского пояса) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 1999. – № 4. – С. 14–25.
13. Божко Н.А., Парфенова О.В., Кирмасов А.Б. и др. Структурно-метаморфическая эволюция и палеотектоническая природа раннедокембрийских комплексов восточной части Байкало-Муйского пояса // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 1999. – № 2. – С. 9–18.
14. Кирмасов А.Б., Талицкий В.Г., Божко Н.А. Структурная эволюция Киляно-Ирокиндинской зоны (восточная часть Байкало-Муйского пояса) в позднем докембрии и раннем палеозое // Геотектоника. – 2000. – № 1. – С. 61–78.
15. Кучеренко И.В. Сингенез околорудных метасоматических и геохимических ореолов в мезотермальных месторождениях золота // Известия Томского политехнического университета. – 2005. – Т. 308. – № 3. – С. 22–28.
16. Кучеренко И.В. Геохимические аномалии благородных металлов как составная часть околорудных метасоматических ореолов в мезотермальных месторождениях золота // Известия Томского политехнического университета. – 2005. – Т. 308. – № 4. – С. 25–32.
17. Кучеренко И.В., Орехов Н.П. Золото, серебро, ртуть в золотоносных апогнейсовых и апосланцевых околорудных метасоматических ореолах березитовой формации // Известия Томского политехнического университета. – 2000. – Т. 303. – № 1. – С. 161–169.
18. Кучеренко И.В. Теоретические и прикладные аспекты изучения геохимии титана, фосфора, магния в мезотермальных золотых месторождениях. Ч. 1 // Известия Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307. – № 2. – С. 49–55.
19. Кучеренко И.В., Рубанов В.А. Тектоника золоторудных месторождений, локализованных в активизированных структурах допалеозойской складчатости (на примере одного из районов) // Вопросы структурной геологии / Под ред. А.И. Родыгина. – Томск: Изд-во Томского университета, 1987. – С. 16–27.
20. Кучеренко И.В., Миков А.Д., Геря Т.В. и др. Тектонические факторы рудообразования и элементы минеральной зональности в одном из кварцево-жильных месторождений Восточной Сибири // Вопросы структурной геологии / Под ред. А.И. Родыгина. – Томск: Изд-во Томского университета, 1987. – С. 28–41.
21. Ляхов Ю.В., Попивняк И.В. О физико-химических условиях развития золотого оруденения Северной Бурятии // Известия АН СССР. Серия геологич. – 1977. – № 6. – С. 5–18.
22. Мельников В.Д. Золоторудные гидротермалитовые формации. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. – 131 с.
23. Жариков В.А. Некоторые закономерности метасоматических процессов // Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. – М.: Недра, 1966. – С. 47–63.
24. Плющев Е.В. Гидротермально-метасоматическое минералообразование как региональное геологическое явление и его металлогеническое значение // Геохимические методы при поисках скрытого оруденения. – М.: Наука, 1984. – С. 11–20.
25. Логинов В.П., Русинов В.Л. Некоторые существенные различия пропилитизации и регионального зеленокаменного метаморфизма в вулканогенных толщах геосинклиналей // Метасоматизм и рудообразование. – М.: Наука, 1974. – С. 171–183.
26. Зотов А.В., Логинов В.П., Русинов В.Л. Закономерности низкотемпературного метасоматизма // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. – М.: Наука, 1983. – С. 126–130.
27. Русинов В.Л. Условия проявления вертикальной метасоматической зональности // Метасоматизм и рудообразование. – М.: Наука, 1984. – С. 247–256.
28. Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. – М.: Наука, 1989. – 344 с.
29. Кучеренко И.В. Об источниках кремнезема в образовании мезотермальных кварцево-жильных золотых месторождений // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2001. – С. 249–255.
30. Кучеренко И.В. Минералого-петрохимические и геохимические черты околорудного метасоматизма в Западном золоторудном месторождении (Северное Забайкалье) // Известия Томского политехнического университета. – 2005. – Т. 308. – № 5. – С. 32–40.